

ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA EN EL SURESTE DE ALMERÍA Y SU INCIDENCIA EN LA MORFOTECTÓNICA DE LA ZONA (CORDILLERAS BÉTICAS)

José J. Martínez-Díaz

Dpto de Geodinámica, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid, (jmdiaz@eucmax.sim.ucm.es).

Resumen: En el presente trabajo, hemos utilizado la integración de varias metodologías con el fin de relacionar la morfología actual de la zona del sur de Almería con las tasas de elevación neotectónica. Para ello, se ha realizado una cartografía de carácter neotectónico del sector Adra-Berja-Dalías y un análisis de la geomorfología de la zona mediante la interpretación de modelos digitales del terreno, y características de la red fluvial. Se han calculado tasas de movimiento desde el Mioceno medio a partir de las alturas de afloramiento de determinadas formaciones y unidades superficiales miocenas, pliocenas y cuaternarias. Independientemente de los efectos indudables que los fenómenos eustáticos e isostáticos inducen en los movimientos verticales (fundamentalmente en su velocidad), el carácter regional de éstos, favorece que las variaciones laterales locales observadas en las tasas de elevación a la escala de este trabajo, puedan ser relacionadas con la tectónica de bloques identificada en el estudio estructural. La morfología de la zona sur de Almería está controlada por movimientos diferenciales en la vertical de bloques limitados por fallas normales de dirección NO-SE. Se identifican asimismo procesos de basculamiento regional que afectan a las sierras de Gádor y Alhamilla y al Campo de Dalías. Esta tectónica de bloques parece haber sido activa de forma bastante continua durante todo el período neotectónico (Mioceno superior-actualidad).

Palabras clave: Cordillera Bética, Almería, tasas de elevación, neotectónica, basculamiento, falla normal, morfotectónica.

Abstract: In order to understand the genetic relations between neotectonic deformation rates and the morphology of the southern Almería region, we have integrated a pluridisciplinary methodology. Morphological aspects of the area Adra-Berja-Dalías have been analysed by using neotectonic mapping, digital elevation models and fluvial network features. Using the topographic position of some stratigraphic markers several uplift rates associated to the neotectonic structure of the area have been estimated. Lateral variations of these rates are consistent with block movements controlled by NW-SE normal faults. Regional tilting processes, linked with these movements, are identified in the Sierra de Gádor, Sierra de Alhamilla and Campo Dalías. These tectonic blocks seem to be active during the current tectonic regime.

Key words: Betic Cordillera, Almería, uplift rates, neotectonics, tilting, normal fault, morphotectonics.

Martínez Díaz, J. J. (2000): Actividad neotectónica en el sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de la zona (Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 417-429

La región sur de la provincia de Almería presenta características de tipo estructural, neotectónico y geomorfológico que la hacen especialmente interesante a la hora de combinar datos y observaciones morfotectónicas con la evolución neotectónica del área. Una de las evidencias que se observan en la zona es el predominio, desde el Mioceno superior, de una actividad tectónica de carácter extensional que es coetánea con movimientos de desgarre en la falla de Carbóneras (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993; Silva *et al.*, 1993; Martínez Díaz, 1998). Esta complejidad cinemática tiene como resultado una estructuración bastante compleja de los materiales miocenos que se encuentran afectados por deformaciones de carácter compresivo y

distensivo, sin que sea fácil diferenciar fases de deformación sucesivas.

La combinación de observaciones de tipo estructural y geomorfológico, junto con el cálculo de variaciones espaciales de las tasas de movimiento vertical, se ha demostrado muy útil para la comprensión de la construcción morfotectónica de una zona (Jackson *et al.*, 1982; Merritts y Vincent, 1989; Keller y Pinter, 1996). En este sentido, el alto grado de incisión fluvial a que está sometida la región sur de Almería, junto con los indicios de levantamiento de la costa en varios episodios durante el Cuaternario (Goy y Zazo, 1986), permiten pensar que la obtención de correlaciones entre tasas de movimiento vertical, geomorfología superficial y

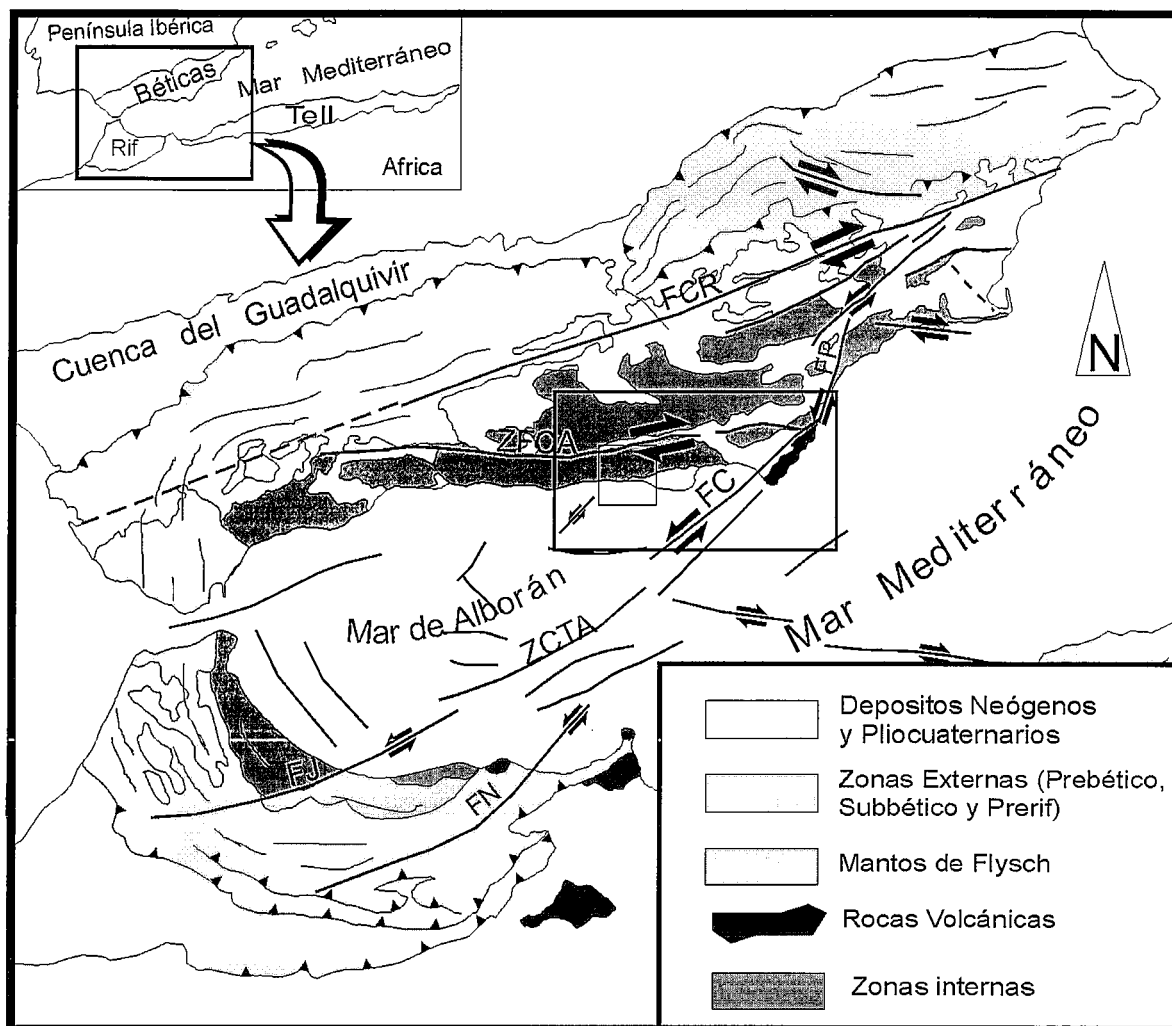


Figura 1.- Esquema geológico estructural de la zona Bético-Rifeña en el que se señala la zona de estudio. ACA: Accidente Cádiz-Alicante; FP: Falla de Palomares; ZFOA: Zona de falla del Corredor de las Alpujarras; FC: Falla de Carboneras; FJ: Falla de Jebha; FN: Falla de Nekor; ZCTA: Zona de Cizalla Transalborán.

geomorfología fluvial puede aportar una visión más aproximada del marco cinemático que domina en la zona y, con ello, comprender en mayor medida la dinámica que la controla.

Marco geológico

El área meridional de Almería se sitúa dentro de las denominadas Zonas Internas de la Cordillera Bética. Se trata de una zona caracterizada por la presencia de una serie de sierras constituidas de basamento metamórfico, perteneciente a los complejos Alpujárride y Nevado Filábride, separadas por cuencas de sedimentación neógenas y cuaternarias (Fig. 1). Las sierras aparecen bordeadas por zonas de falla de diferente importancia, destacando por su longitud la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (ZFOA) de dirección N 80-90° que separa Sierra Nevada, al norte, de las sierras de Contraviesa, Gádor y Alhamilla, al sur. También destaca por sus dimensiones la Falla de Carboneras, que limita por el sureste la Cuenca de Níjar.

Desde un punto de vista regional, la región del sur de Almería se sitúa en un marco geodinámico de carácter compresivo. Se trata de una zona sometida a acortamiento causado por el acercamiento entre las placas Euroasiática y Africana. Pese a ello, como se verá más adelante, a escala local en el área predomina una tectónica extensional, que controla tanto la naturaleza de los materiales neógenos y cuaternarios como la morfología (Silva *et al.*, 1993).

Dentro del área sur de Almería, se ha seleccionado para su estudio más detallado el sector Adra-Berja Dalías (Fig. 2), debido a las interesantes relaciones entre la morfotectónica y la neotectónica local que han podido identificarse en ella. En la figura 3 se muestra la cartografía geológica con énfasis neotectónico realizada en este sector. La zona Adra-Berja-Dalías se sitúa entre las sierras de Gádor y Contraviesa, constituidas por materiales metamórficos (fundamentalmente dolomías, cuarcitas, pizarras y filitas del complejo Alpujárride). La estructura alpina de estas sierras se caracteriza por un apilamiento de mantos de cabalgamiento

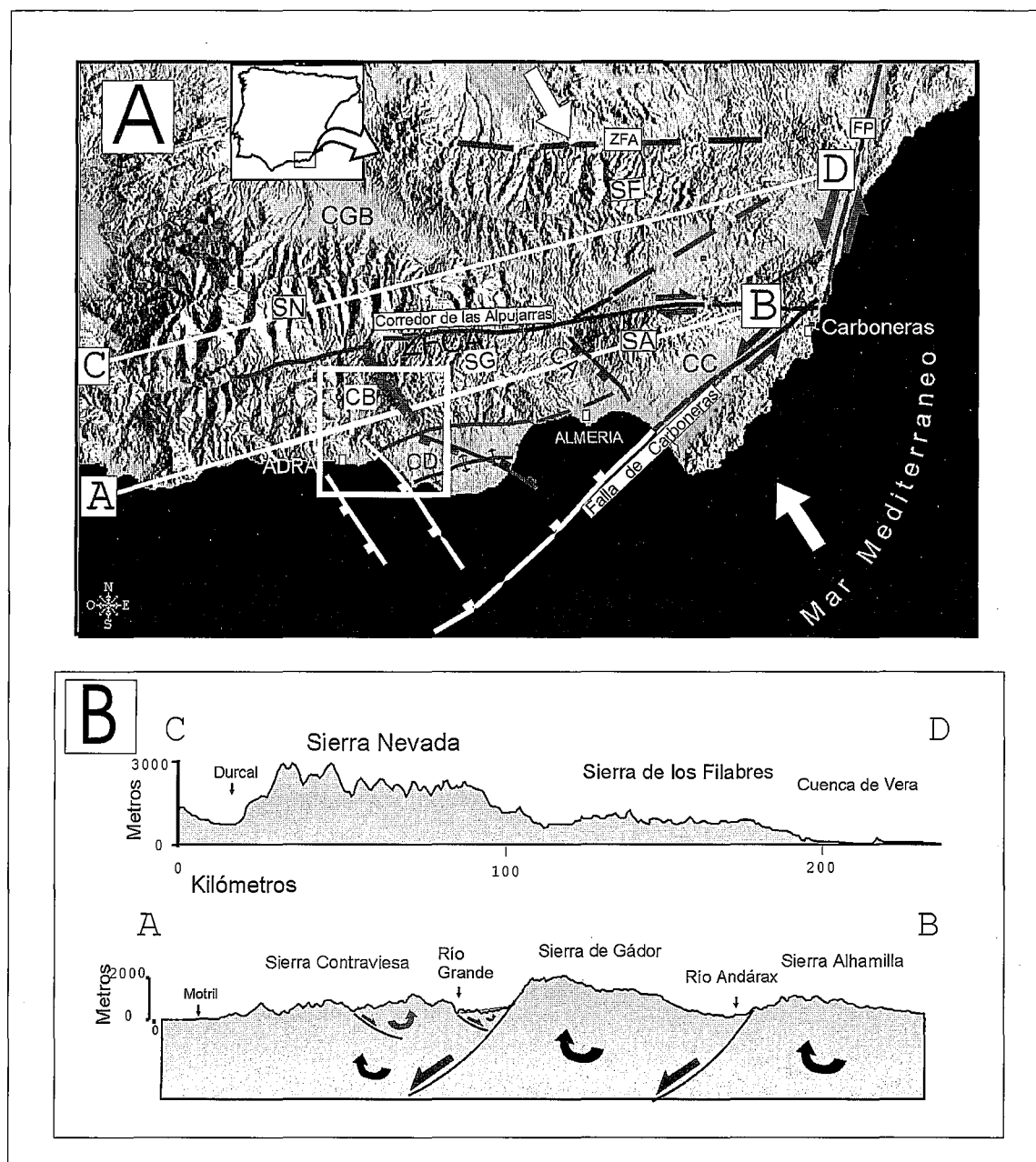


Figura 2.- A: Modelo digital del terreno del entorno de la zona estudiada en el que se marcan las principales zonas de falla y unidades morfoestructurales. Asimismo, se indica la dirección de máximo acortamiento horizontal que ha actuado en la zona durante el período neotectónico (Mioceno superior-actualidad). ZFA: Zona de falla del Almanzora. FC: Falla de Carboneras. FP: Falla de Palomares. SN: Sierra Nevada. SF: Sierra de los Filabres. SG: Sierra de Gádor. SA: Sierra Alhamilla. CA: Cuenca de Almería. CC: Cuenca de Nijar-Carboneras. CB: Cuenca de Berja. CD: Campo de Dalías. A-B y C-D: localización de los perfiles topográficos regionales. El cuadro señala la zona cartografiada (Fig. 3). B: Perfiles topográficos (ver situación en la parte superior) del modelo digital del terreno realizados paralelamente a la ZFCA, al norte y sur de la misma. En la parte inferior se muestra un modelo cinemático para explicar los basculamientos regionales que se infieren de la morfología de las sierras.

constituido de base a techo por: el manto de Lújar (que forma la mayor parte de la Sierra de Gádor), el manto de Alcázar, el manto de Murtas y en la posición más alta el manto de Adra (Aldaya *et al.*, 1983 a y b). Las localidades de Berja y Dalías se sitúan en el centro de sendas depresiones de forma triangular rellenas de materiales aluviales cuaternarios. Al este de Adra se encuentra la depresión de mismo nombre, donde el río Adra forma un delta en su desembocadura al Mar de Alborán. Al sureste de las sierras de Alhamedilla y de Gádor se abre el campo de Dalías, cubierto por materia-

les cuaternarios procedentes de la erosión de las sierras.

Desde un punto de vista geomorfológico destaca el abrupto límite occidental de la Sierra de Gádor que presenta una morfología lineal NO-SE. El límite meridional, controlado también por falla es algo menos abrupto y aparece parcialmente cubierto por varias generaciones de abanicos aluviales cuaternarios. Los límites de las sierras Contraviesa y Alhamedilla son bastante más suaves.

Como puede apreciarse en la cartografía (Fig. 3), los materiales miocenos son muy escasos. Se conservan en

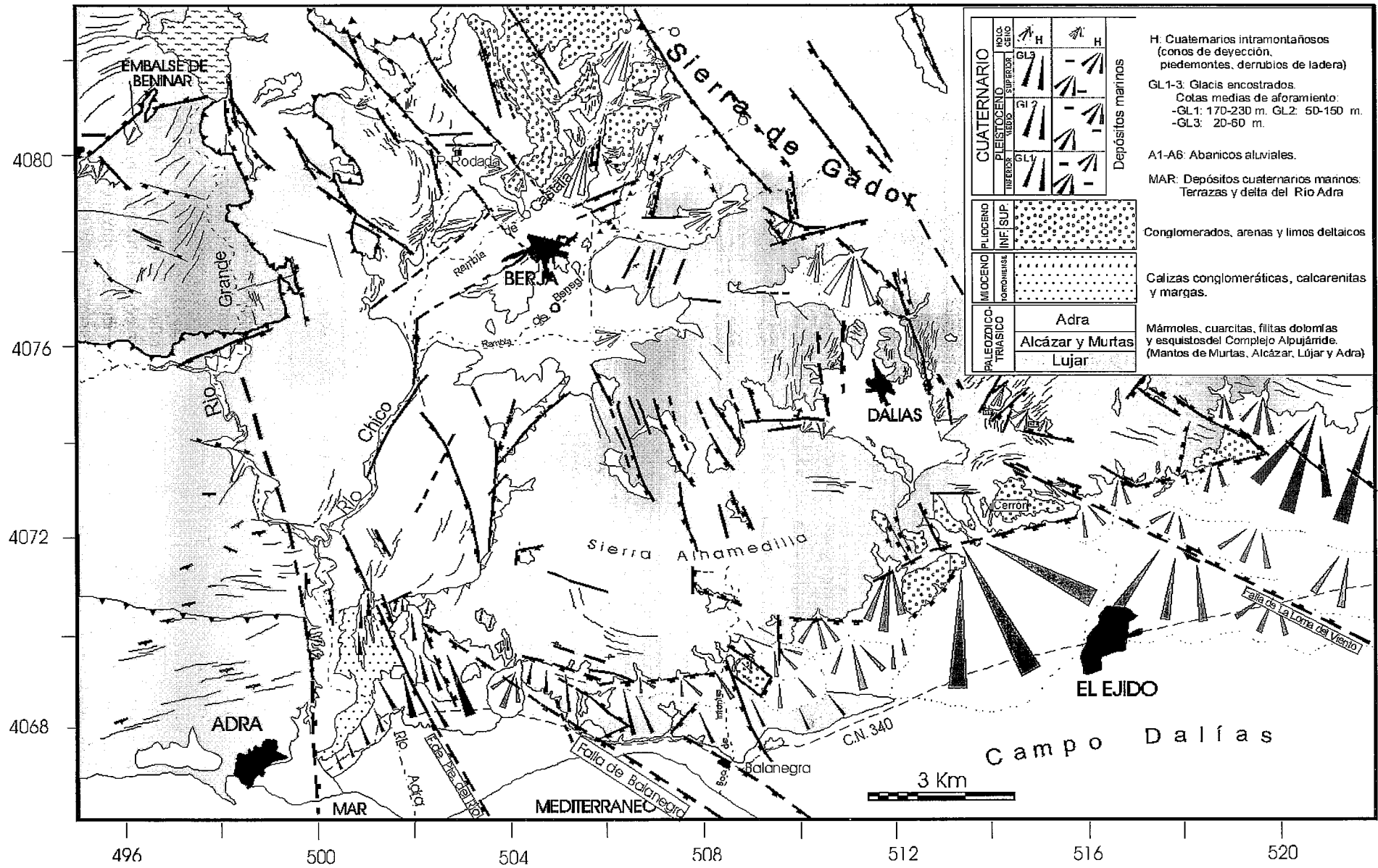


Figura 3.- Mapa geológico-estructural con especial énfasis en los rasgos neotectónicos del sector Adra-Betja-Dalías. Ver situación en la figura 2. Los puntos blancos sobre las ramblas de Benegí y Cástala indican la posición de los límites de los perfiles longitudinales mostrados en la figura 5.

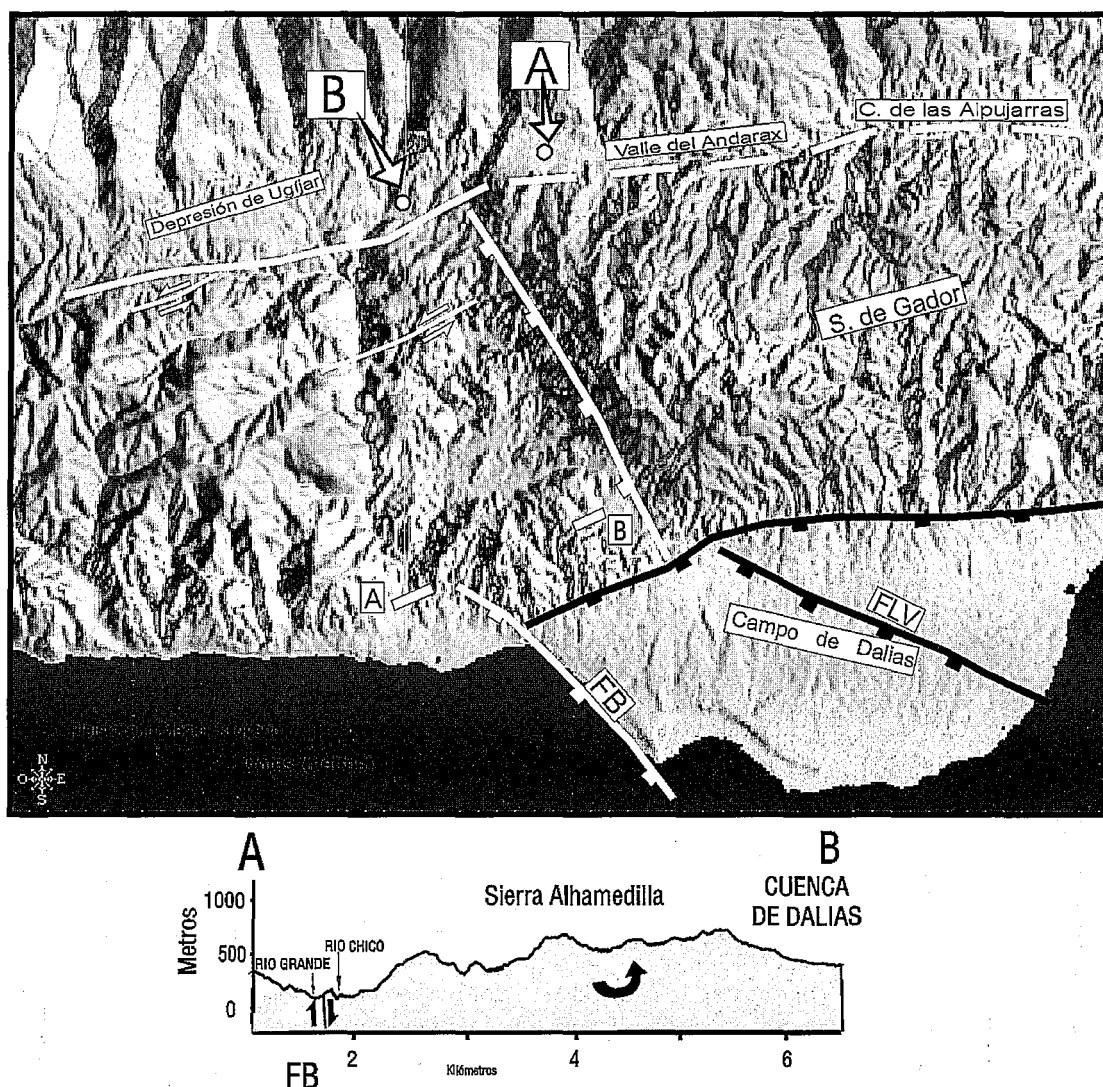


Figura 4.- Modelo digital del terreno de la zona Adra-Berja-Dálfas sobre el que se señalan las principales fallas con actividad neotectónica cartografiadas en la zona. En la parte inferior se muestra un perfil topográfico atravesando la sierra Alhamedilla (corte A-B). FB: Falla de Balanegra; FLV: Falla de la Loma del Viento. Los puntos A y B muestran la localización de dos superficies de glaciares que conectan los relieves de Sierra Nevada con la zona sur. Entre ambos puntos, separados por la prolongación hacia el NO de la zona de falla extensional del borde oeste de la sierra de Gádor, existe una diferencia de cota de más de 150 m.

retazos aislados por la erosión en el interior y en los bordes de las sierras. Los materiales cuaternarios de carácter aluvial se disponen rellenando pequeñas depresiones, muchas de ellas controladas por fallas normales. También se sitúan bordeando la zona litoral a lo largo del delta del río Adra y del Campo de Dálfas, donde se identifican varias sucesiones de glaciares y abanicos aluviales, así como terrazas marinas cuya posición está controlada tanto por fenómenos eustáticos como por la actividad neotectónica de las fallas activas de la zona (Aldaya *et al.*, 1983a; Goy y Zazo, 1986; Martínez Díaz, 1998).

Antecedentes

Los estudios previos realizados en la zona, enfocados al análisis neotectónico de las estructuras y al estudio de tasas de deformación, se han centrado fundamentalmente en la identificación de fallas que afectan a

materiales cuaternarios y, más concretamente, en estudios de formaciones superficiales (terrazas, glaciares y abanicos aluviales). Fourniguet (1975) fue el primero en describir y estudiar cómo tales las deformaciones en materiales pliocenos y cuaternarios de esta zona. Describe varias fallas de dirección N-S y NNO-SSE que rompen depósitos pliocenos, y basculan depósitos marinos pleistocenos en la franja litoral del Campo de Dálfas, donde identifica fallas con saltos de más de 20 m. Aldaya *et al.* (1983a) cartografiaron cuatro niveles de terrazas marinas y tres niveles de glaciares pleistocenos procedentes de las sierras Alhamedilla y Contraviesa que son progresivamente más altos cuanto más antiguos. También cartografiaban numerosas fallas normales de dirección NNO-SSE a NO-SE afectando materiales pliocenos y cuaternarios.

Los retazos de materiales miocenos en el sector norte de Berja (Fig. 3) estuvieron conectados original-

mente con los afloramientos miocenos aislados de Berja, S^a de Gádor y S^a Alhamedilla (Page, 1991). Constituirían, por tanto, una cuenca sedimentaria que cubría toda la zona desde la depresión de Ugíjar hasta el Mar de Alborán durante el Mioceno Superior.

Por lo que se refiere a las deformaciones recientes, observadas a partir de niveles marinos tirrenienses elevados, Hillaire-Marcel *et al.* (1986) y Somoza *et al.* (1987) identificaron varios episodios de máxima elevación del nivel del mar. Asimismo, observan que los mismos niveles se encuentran a cotas diferentes a lo largo del litoral. Detectan que el sector de campo de Dalías ha sufrido una elevación diferencial en función de la actividad de varias fallas de dirección NO-SE. Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) identificaron también varios sistemas de fracturación activos durante el Mioceno Superior y el Pliocuatnario, tanto en la zona de costa como en la plataforma continental. Identificaron además la continuidad en el mar de la zona de Falla de Carboneras hacia el suroeste.

En el litoral de la provincia de Almería y en la zona de Campo Dalías, existen siete generaciones de abanicos aluviales cuaternarios al sur de la Sierra de Gádor y ocho niveles marinos pleistocenos (Goy y Zazo, 1984 y 1986) que ya habían sido parcialmente estudiados en Aldaya *et al.* (1983a). En los trabajos citados se describen deformaciones en estos niveles causadas por la actuación de fallas normales N 120°, N 140-160° y N 20°. Asimismo, identifican una flexura ENE-OSO que afecta al Cuaternario del Campo de Dalías.

En el mapa de la plataforma continental de Almería (Baena *et al.*, 1982) se representan numerosas fracturas de dirección N 160-180° de tipo normal situadas al sur de Dalías que afectan a depósitos pliocenos y cuaternarios así como pliegues de dirección E-O a NE-SO. Una de las fallas más importantes sería la que con dirección N 160° controla la morfología de la costa entre Adra y El Ejido. Esta falla se correspondería con la Falla de Balanegra (Fourniguet, 1975), que deforma depósitos recientes en ese sector de la costa.

Las mayoría de las tasas de elevación estimadas hasta ahora en la zona de estudio se han determinado a partir de la comparación entre valores de distintos índices geomorfológicos indicadores de actividad neotectónica con los datos de tasas de elevación aportados fundamentalmente por Goy y Zazo (1986). Mediante esta comparación, Silva *et al.* (1992) obtuvieron un valor de tasa de elevación de 0,15 m/ka para la falla que controla el borde sur de Sierra de Gádor. Más recientemente, Bell *et al.*, (1997) utilizando observaciones estructurales y geomorfológicas estudiaron la Falla de Carboneras y deducen que la zona está sometida a un levantamiento constante a lo largo del Cuaternario. Asimismo, el movimiento de desgarre sinistral de casi 100 m observado en algunos canales fluviales que atraviesan la falla se produjo previamente a los últimos 100 ka. De ello se deduce una tasa de movimiento sinistral de 0,2 - 0,3 m/ka. En los últimos 100 ka los movimientos en la falla han sido fundamentalmente verticales con tasas de 0,05 a 0,1 m/ka.

Análisis morfotectónico

Se ha realizado un análisis de la morfología del sur de Almería y, más en detalle, de la zona Adra-Berja-Dalías, con el fin de determinar los rasgos que la neotectónica y la tectónica reciente han podido imprimir, a una escala local, en la morfología de este sector. Para ello, se ha analizado el modelo digital del terreno así como la disposición de la red fluvial y la morfología de los valles y depresiones cuaternarias en relación con las fallas activas durante el período neotectónico.

Rasgos neotectónicos deducidos del modelo digital

El análisis del modelo digital del terreno (Fig. 2a) muestra que el relieve del sur de Almería está condicionado por la actividad de la zona de falla del Corredor de las Alpujarras así como de las fallas normales NO-SE. Se observan diferencias significativas en el relieve a un lado y otro de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA). La continuidad de las sierras que se observan al norte de esa falla (Sierra Nevada y Sierra de los Filabres) no se observa al sur, donde las depresiones de Berja y Almería-Bajo Andarax separan sierras formadas por unidades de basamento alpujárride con morfologías asimétricas. Estas morfologías parecen deberse a basculamientos de carácter regional asociados a la actividad de fallas normales lístricas de dirección N 140-170° (ver perfil de la figura 2b).

A una escala más detallada, en el relieve de la zona Adra-Berja-Dalías se observa claramente la brusca terminación occidental de la Sierra de Gádor (Fig. 4). El borde suroeste de esta sierra es bastante lineal y está controlado por fallas normales N 140° que generan una morfología escalonada en graderío que desciende hacia la Depresión de Berja. Por otra parte, un perfil realizado a través de la Sierra Alhamedilla (Fig. 4) muestra su superficie de cumbreras basculada en este caso hacia el oeste. La cartografía geológica muestra que la base de la unidad de calcarenitas tortonienses que se conservan en el borde sureste de esta sierra se encuentran gradualmente a una menor altura a medida que nos movemos hacia el oeste (ver mapa de la figura 3). Este hecho es coherente con el basculamiento hacia el oeste que se interpreta a partir del modelo digital. La existencia de una mayor tasa de movimiento en las fallas que la limitan por el este y forman la Depresión de Dalías explicaría este basculamiento. Esto parece indicar que, además de los basculamientos de carácter regional, se producen otros de carácter más local controlados por fallas de menor rango.

Otra evidencia importante aportada por el modelo digital se sitúa al norte de la zona cartografiada. El Corredor de las Alpujarras está configurado por varias depresiones: al oeste, las depresiones de Órgiva y de Ugíjar y, al este, el valle del río Andárx. En este último se observa que la superficie de glaciares y abanicos cuaternarios procedentes de la erosión de Sierra Nevada forma un nivel de relleno de la depresión al norte de Sierra de Gádor (punto A de la figura 4). Esta superficie

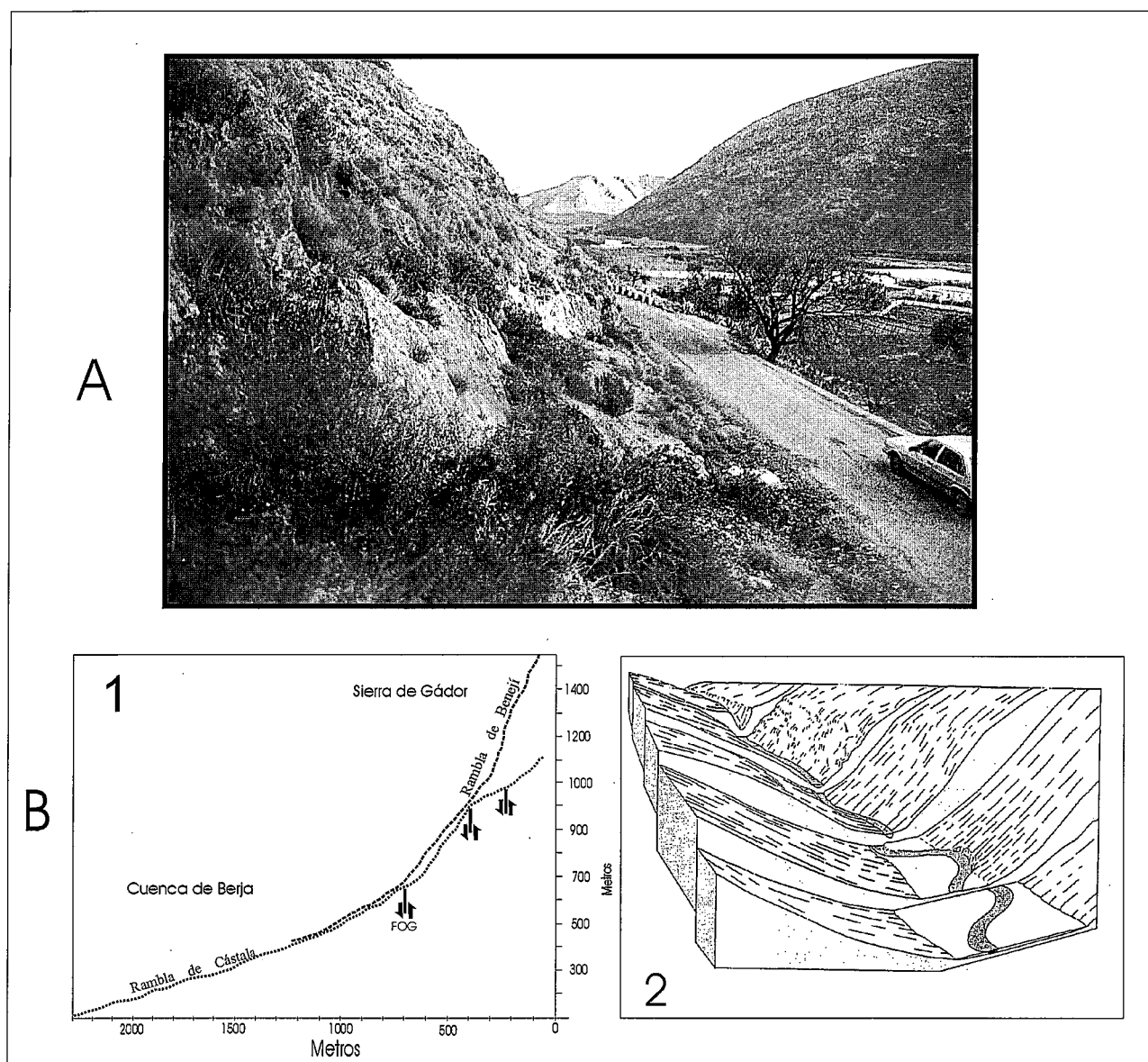


Figura 5.- A: Fotografía del valle de Peñarodada (al norte de Berja) en la que puede observarse la morfología de fondo plano y laderas escarpadas debida al proceso de relleno cuaternario de un valle preexistente en forma de V. Sobre la ladera del valle se observa un plano de falla normal NO-SE activo que controla la posición de los coluviones que conectan la ladera con el fondo del valle. Aguas arriba de este punto, la orientación del valle gira hacia el NE de modo que las fallas normales NO-SE cortan el eje del valle controlando un cambio en el perfil de forma del mismo. B1: Perfiles longitudinales realizados a lo largo de las ramblas de Benegí y de Cástala (ver situación en la figura 3) en los que se observan cambios de pendiente que coinciden con la posición de fallas normales NO-SE y con los puntos donde los perfiles de forma de los valles cambian bruscamente de perfiles de incisión predominante a perfiles de valle de relleno con fondo plano. B2: Modelo de W. Davis, modificado por Keller y Pinter (1996), en el que se muestra el cambio de morfología que experimenta un valle fluvial afectado por levantamientos y hundimientos relativos de bloques. En los bloques hundidos los valles tienden a rellenarse generándose morfologías de fondo plano, mientras que en los levantados predominan las morfologías de incisión vertical predominante.

se encuentra colgada en relación con los depósitos cuaternarios que rellenan la Depresión de Ugíjar a la altura de Alcolea (punto B en la misma figura). El nivel de relleno de los glaciares cae hacia el oeste más de 150 m. El punto donde se produce la caída de cota coincide con la prolongación hacia el norte de la zona de falla extensional que limita por el suroeste la Sierra de Gádor. Esta desconexión entre los glaciares apoya la modernidad de los movimientos verticales que elevan y basculan la S^a de Gádor (ver perfil de la figura 2b).

Por otra parte, y por lo que se refiere a la zona del Campo de Dalías, en el modelo digital del terreno pue-

de apreciarse una asimetría morfológica significativa. Se observa un mayor grado de erosión en el sector occidental debido a una mayor disección de la red fluvial con respecto a la que se produce en el sector oriental (Fig. 4). Este hecho parece apoyar la existencia de un basculamiento reciente o actual hacia el este del campo de Dalías que induce un levantamiento de la zona de Balanegra, coherente también con el basculamiento de la Sierra de Gádor hacia el este.

Si comparamos esta observación con el mayor grado de actividad deducido por Silva *et al.* (1992) para el sector occidental del frente de montaña de la sierra de

Gádor respecto al sector oriental a partir de valores de sinusoidad del frente de montaña, es coherente considerar que este basculamiento es correlacionable con el descrito para la sierra de Gádor. En este sentido, la actividad segmentada de la falla del borde sur de la Sierra de Gador, más activa hacia el oeste, controlaría una diferente (inferior) tasa de basculamiento del Campo de Dalías en relación con la que presenta la Sierra de Gádor.

Rasgos neotectónicos deducidos de la morfología fluvial

Tanto el modelo digital del terreno como la cartografía evidencian un fuerte encajamiento de la red fluvial en toda la zona, fundamentalmente en los macizos alpujárrides. La red fluvial y, más concretamente, la morfología de los valles en el entorno de la localidad de Berja muestra caracteres asociados a movimientos verticales cuaternarios. Presentan laderas de fuerte pendiente y, sin embargo, tienen una base ancha y plana, formada por un relleno aluvial bastante potente. La morfología del valle de Peñarrodada (ver fotografía de la figura 5) constituye un claro ejemplo. En ocasiones, el relleno está formado por pequeños abanicos aluviales y conos de deyección como ocurre en el valle de la Rambla de Cástala (Fig. 3). El relleno de estos valles apenas se encuentra encajado por los canales actuales al contrario de lo que ocurre en los macizos circundantes. Ello puede ser un indicio de hundimiento cuaternario sinsedimentario.

En el borde suroeste de la Sierra de Gádor, sin embargo, los valles excavados en las dolomías y filitas alpujárrides presentan una morfología en "V" muy marcada, típica de zonas con alto grado de incisión fluvial en la vertical (Bull y McFadden, 1977). Cuando cruzan la zona de fallas normales N 140 estos valles pasan a tener una morfología de fondo plano, siguiendo un modelo parecido al presentado en la figura 5b, que indica la existencia de hundimientos y levantamientos relativos de bloques que producen cambios puntuales en la dinámica de encajamiento de las ramblas. El ejemplo más claro de este mecanismo se observa en el valle de la Rambla de Cástala (Fig. 3). El relleno aluvial de este valle está limitado por una falla N 140° normal que da paso, hacia el este, a los materiales dolomíticos de la sierra. Al este de la falla los materiales se encuentran fuertemente encajados y el valle presenta morfología en "V". Los perfiles longitudinales realizados a lo largo de las ramblas de Cástala y Benejé (Fig. 5b) presentan una morfología segmentada controlada por la posición de las fallas normales NO-SE. Existe por tanto un desdoblamiento de los perfiles longitudinales producido por la actividad de estas fallas que induce la existencia de valles en forma de artesa de fondo plano en el bloque hundido (cuenca de Berja) y valles en V colgados en el bloque levantado (Sierra de Gádor). Todo ello nos hace concluir que la Depresión de Berja y los valles de su entorno han sufrido (y probablemente están sufriendo) un hundimiento relativo respecto a los relieves circundantes controlado por la actividad normal de la zona de falla del borde oeste de la Sierra de Gádor.

En la Depresión de Dalías se observan anomalías morfológicas en los perfiles de valle, del mismo tipo que los que acabamos de describir para el entorno de Berja.

Tasas de movimiento neotectónico

El marco morfotectónico que se deduce de los apartados anteriores podría estar relacionado con variaciones laterales de las tasas de movimiento vertical asociadas a la actividad de las principales fallas en la zona Adra-Berja-Dalías y su entorno. Para comprobarlo, hemos utilizado una serie de marcadores estratigráficos o estructurales deducidos de la cartografía y reconocimientos de campo realizados a lo largo de este trabajo, así como de estudios previos.

Para la determinación de los intervalos temporales a partir de los cuales calcular las tasas de movimiento pliocuaternarias, se ha utilizado una tabla cronoestratigráfica de acuerdo con los últimos valores aceptados internacionalmente por la IUGS para los límites entre series y pisos pliocenos y cuaternarios. Para situar temporalmente en esa escala cronológica las distintas unidades morfosedimentarias del Pleistoceno superior, se ha tomado como referencia la cronología establecida por Goy y Zazo (1982; 1986) en el sur de Almería a partir de secuencias de terrazas marinas y de abanicos aluviales (en el sur de Almería) que está basada, en buena medida, en dataciones absolutas de los niveles marinos con *Strombus bubonius*.

Las tasas obtenidas, tomadas individualmente, pueden ser insuficientes para demostrar gradientes de velocidad de elevación, pero combinadas con las observaciones geomorfológicas y morfotectónicas previas pueden aportar nuevos datos a la hora de determinar qué accidentes presentan un mayor grado de actividad a lo largo del período neotectónico. Hay que resaltar que en los cálculos de tasa de movimiento vertical se han obviado los cambios de elevación del nivel del mar debidos a causas no tectónicas, así como los posibles efectos isostáticos. Por ello, las tasas obtenidas tienen valor de tipo relativo, es decir, lo que obtenemos son variaciones laterales de la tasa de movimiento vertical absoluto; estas variaciones sí tienen realmente el significado tectónico local perseguido.

Marcadores utilizados

Último episodio marino en la Cuenca de Ugíjar: en la Depresión de Ugíjar, el último episodio marino está formado por conglomerados de ambiente litoral y edad Messiniense. Actualmente el nivel medio de afloramiento del techo de estos materiales se sitúa a 700 m de cota. Se trata de un contacto erosivo, por lo tanto, el valor de movimiento vertical que se deduce (0,15 m/ka desde el Mioceno superior) nos da una aproximación por debajo de la tasa de movimiento vertical.

Calcarenitas y conglomerados marinos tortonienses: durante el Tortoniense entre las depresiones de Ugíjar y

Berja se depositaron, en los bajos fondos que existían en lo que es ahora la Sierra de Gádor, conglomerados, margas y calizas arenosas. Los conglomerados aparecen actualmente en afloramientos aislados de modo que la cota actual de los primeros niveles de depósito aumenta desde Ugijar (630 m) hacia el SE, hasta alcanzar los 900 m siete kilómetros al norte de Berja, para bajar de nuevo de cota hasta unos 400 m en las cercanías del citado pueblo. Estos conglomerados se depositaron en zonas litorales a poca profundidad. El carácter erosivo de la base discordante sobre la que se depositan hace que haya que tener precaución a la hora de interpretar las velocidades de elevación obtenidas a partir de este marcador. Sin embargo, la gran diferencia de cota que presenta dicha discordancia en la actualidad apoya la existencia de importantes gradientes de movimiento vertical en muy poco espacio. Asimismo, la existencia de afloramientos extensos en los que la discordancia que separa los conglomerados de las filitas y cuarcitas del manto de Alcázar presenta un carácter planar, apenas sin paleorelieve, apoya su utilización como marcador relativo con el objeto de identificar movimientos verticales importantes. Puede deducirse una tasa mínima de levantamiento de 0,13 m/ka utilizando los datos de cota más conservadores del afloramiento de conglomerados tortonienses al norte de Berja.

En la zona costera al este de Adra vuelven a aparecer calcarenitas y calizas tortonienses en afloramientos aislados que suben de cota hacia el este (siguiendo el borde sur de Sierra Alhamedilla) hasta alcanzar los 500 m en el alto del Cerrón (Fig. 3). Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) detectan, sin embargo, que la diferencia de cota real entre estas calcarenitas y sus equivalentes, observados en sondeos realizados en el Campo de Dalías, es de 1500 m lo que da una tasa de levantamiento de 0,21 m/ka.

Finalmente, en la zona central de la Sierra de Gádor se conservan restos de estas calcarenitas que se llegan a situar a más de 1.500 m de cota. Esta diferencia tan grande de cota es difícilmente explicable como consecuencia de la existencia de un paleorelieve, y más teniendo en cuenta la naturaleza de los depósitos. De ello se deduce una tasa 0,34 m/ka.

Depósitos pliocenos: la parte más alta del antiguo delta plioceno del río Adra se encuentra en la actualidad a cotas superiores a los 150 m. Considerando el nivel del mar actual, se puede estimar una tasa mínima de elevación relativa de 0,07 m/ka.

Terrazas marinas: se han utilizado datos de cotas de las terrazas marinas descritas por Aldaya *et al.* (1983a) y Goy y Zazo (1986) tanto al oeste como al este de Adra, es decir, a un lado y otro de la zona de falla de Balanegra. Se han considerado los valores máximo y mínimo de edad en función de los errores de datación.

En la zona del Campo de Dalías se han utilizado 8 valores de dataciones absolutas Hillaire-Marcel *et al.*, (1986) repartidas a lo largo de la misma. Son datos co-

rrespondientes a episodios tirrenienses. Se evidencia una mayor tasa de movimiento vertical en las proximidades de la zona de falla normal de Balanegra. Esta tasa disminuye hacia el sector oriental del Campo de Dalías, es también inferior en el sector de Adra y es coherente con un basculamiento hacia el este del Campo de Dalías asociado a la actividad de la Falla de Balanegra. Esto explicaría además la menor tasa en el sector de Adra, que se encontraría en el bloque hundido por la falla.

Si consideramos únicamente las diferencias de cota que existen entre el primer nivel tirreniense a un lado y otro de la zona de fallas normales, observamos que la separación media en la vertical es de 20 m. Con ello obtenemos una tasa de levantamiento comprendida entre 0,11 y 0,13 m/ka. Esta tasa es importante puesto que se trata de un valor puramente tectónico al obviar cualquier efecto de las variaciones del nivel del mar. Se trata de la tasa de movimiento vertical propia de la zona de fallas normales de Balanegra.

En la zona situada entre las fallas de Puente del Río y Balanegra (Fig. 3), las alturas de los distintos niveles marinos, como ya describen Aldaya *et al.* (1983a), presentan variaciones puntuales importantes. Ello parece indicar la existencia de movimientos relativos de bloques menores en el interior de la zona de fracturación extensional controlada por las citadas fallas.

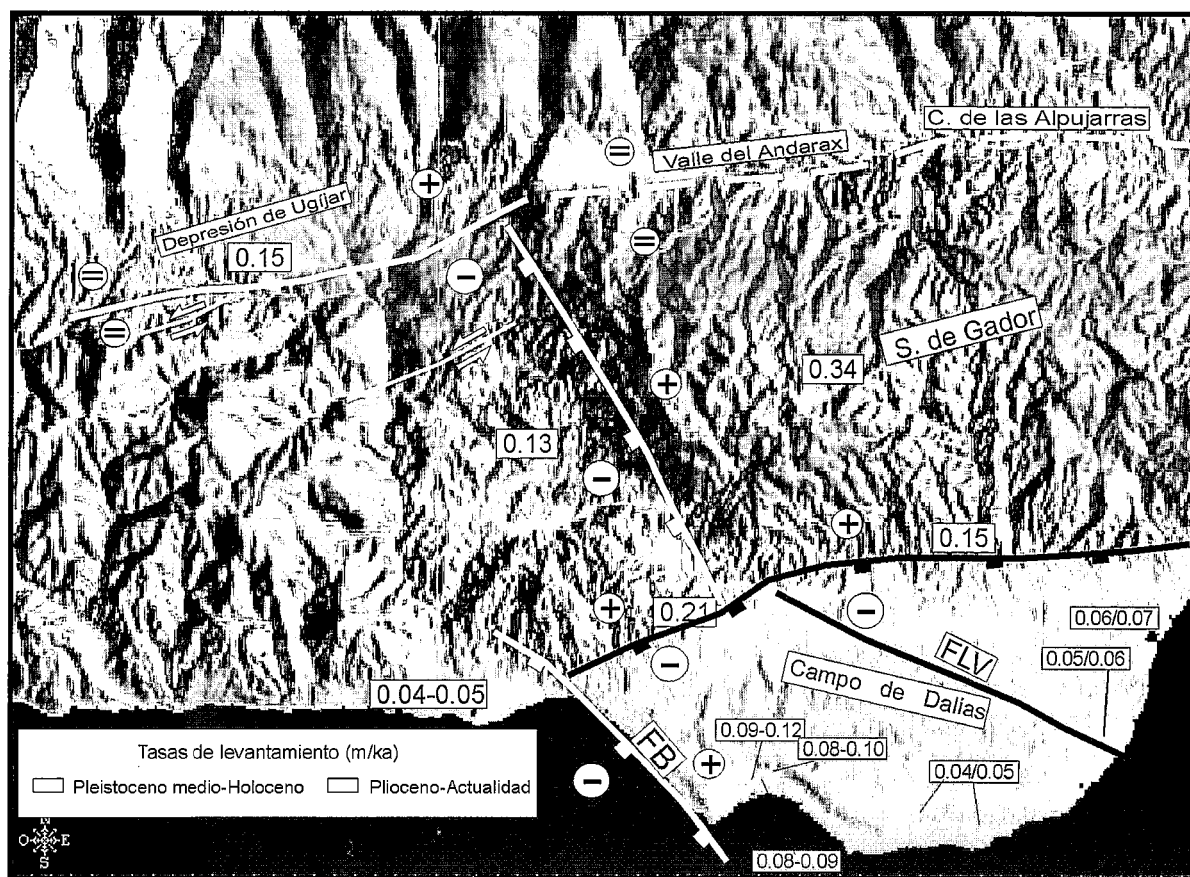
Glacis: la depresión situada al este de Adra se encuentra parcialmente cubierta por glacis procedentes de la erosión de Sierra Alhamedilla. El nivel más reciente conecta prácticamente con el delta actual del río Adra. Ciertamente, los sistemas de glacis presentan niveles de bases pasivos que no tienen porque estar directamente controlados por el nivel del mar. En este caso, sin embargo, la posición de los glacis tan próxima a la costa, junto con la morfología de la zona y la evidente conexión existente entre el delta del río Adra y la última generación de glacis nos hace considerar que ambos sistemas deposicionales han presentado una evolución paralela controlada por la elevación relativa de la zona emergida desde el Pleistoceno inferior. Aparentemente no existía ningún relieve interpuesto entre ambos sistemas deposicionales que explicase una diferencia de cota significativa entre sus superficies de depósito aparte por supuesto de la lógica pendiente deposicional. Considerando las cotas a las que se sitúan en la actualidad los glacis del Pleistoceno inferior, a veces superiores a 200 m, deducimos una tasa mínima acumulada de levantamiento del orden de 0,20 m/ka durante el Cuaternario.

Tasas de elevación cuaternaria y morfotectónica: Discusión

Todos los valores de tasas obtenidos, junto con el deducido por Silva *et al.* (1992) para el frente de montaña de la Sierra de Gádor, se resumen en la figura 6.

Marcadores Tiempo	Terrazas marinas			Levantamiento diferencial de terrazas Adra/C. Dalías	Glacis	Indices geomorfológicos Sur S. Gador (Silva <i>et al.</i> 1992)	Cota máxima delta plioceno	Cota del messiniense (Ugijar)	Cota Calcarenitas tortonienses		
	C. Dalías Este	Oeste	Adra						Dentro sierra	Borde sur	Berja
HOLOCENO	0.09-0.12	0.06-0.08	0.05-0.06	0.30	0.20	0.15	0.07	0.15	0.34	0.21	0.13
PLEISTOCENO SUPERIOR											
PLEISTOCENO MEDIO											
PLEISTOCENO INFERIOR											
PLIOCENO											
MIOCENO SUPERIOR											

A



B

Figura 6.- A: Cuadro de síntesis de las tasas de levantamiento vertical deducidas para el período Plioceno-Cuaternario en función de varios marcadores. B: Modelo digital del terreno del sector Adra-Berja-Dalías sobre el que se señalan las tasas de levantamiento neotectónico calculadas, así como los movimientos relativos de levantamiento (+) y hundimiento (-), entre bloques tectónicos colindantes. FB: Falla de Balanegra; FLV: Falla de la loma del Viento.

Hay que hacer notar que las tasas obtenidas se han determinado en relación con un nivel de referencia (nivel del mar) que a lo largo del Mioceno ha sufrido al menos un ciclo de transgresión-regresión (Goy y Zazo, 1986, Zazo *et al.*, 1993). La principal discusión que debe desarrollarse a partir de la observación de estas tasas es si realmente pueden ser comparadas entre si y dicha comparación puede presentar significado morfogenético. En primer lugar, obviamente los valores numéricos obtenidos a partir de cada tipo de marcador tomados individualmente no pueden asociarse a una tasa de movimiento tectónico. Ello es debido por un lado a la falta de información acerca de la profundidad exacta de formación, en segundo lugar a la dificultad de conocer la relación entre las variaciones cíclicas del nivel del mar de tipo climático y las debidas a fenómenos tectónicos, y, por último, al desconocimiento acerca de los movimientos regionales de tipo isostático que muy probablemente afectan al conjunto de la Cordillera Bética (Platt y Visser, 1989). Pese a estas dificultades, existe un factor relacionado con la escala que nos permite utilizar las tasas obtenidas, tanto en este trabajo como en estudios previos, para asociarlas con la evolución morfotectónica cuaternaria de la zona. Tanto los fenómenos de tipo isostático como los cambios de nivel del mar asociados a fenómenos cíclicos afectan por igual en cada momento de actuación a toda la zona estudiada, y probablemente a buena parte de la cordillera. La tectónica de bloques controlados por fallas normales que define la evolución neotectónica del sur de Almería (Martínez-Díaz, 1998) genera, sin embargo, movimientos relativos en la vertical en un rango de escalas muy variado (desde bloques con máximas longitudes hectométricas, a otros con dimensiones superiores a los 20 km de longitud). Por ello, la localización de las tasas obtenidas y, sobre todo, sus variaciones laterales aportan información de tipo claramente tectónico muy valiosa a la hora de identificar movimientos tectónicos relativos cuaternarios y, con ello, a la hora de identificar fallas con actividad cuaternaria.

En la figura 6b se representa, junto con las tasas de movimiento vertical deducidas, la cinemática de los distintos bloques cuyos movimientos han caracterizado la evolución neotectónica (Mioceno Superior-actualidad) de la zona, tal y como se extrae de la cartografía de carácter neotectónico realizada. La mayor tasa deducida desde el Mioceno Superior coincide con el relieve de la Sierra de Gádor, mientras que el valor mas bajo se sitúa en la Cuenca de Berja. Los valores obtenidos para el Cuaternario en la zona litoral muestran un ligero aumento de tasa de oeste a este en el Campo de Dalías y, de nuevo, una disminución a la altura de Adra. Esta tendencia está de acuerdo con un proceso de basculamiento hacia el este del Campo de Dalías, asociado a la actividad de la Falla de Balanegra, siguiendo un modelo semejante al mostrado en la figura 2b. La línea de nivelación de precisión realizada por Giménez *et al.* (1998) utilizando datos geodésicos de todo el siglo confirma la existencia de un pico de máxima velocidad de

levantamiento a la altura de la Falla de Balanegra y un descenso de la tasa hacia el oeste. Esta deformación es coherente con los movimientos de bloques que se deducen utilizando datos geológico-estructurales, morfológicos y las tasas de deformación. Asimismo, la sismicidad actual es coherente con la actividad de carácter normal de fallas NO-SE, y concretamente la serie sísmica de Adra de 1993 (mb 5,0) se puede asociar a la reactivación de la falla de Balanegra (Martínez Díaz, 2000).

A una escala más regional (Fig. 2A), el análisis estructural y neotectónico de la zona muestra una variación espacial en el campo de esfuerzos predominante que tiene su reflejo en la morfotectónica de la zona. Es destacable la existencia de una tectónica claramente compresiva en el entorno del Corredor de las Alpujarras (Depresión de Ugíjar) que va desapareciendo hacia el sureste. Esta tectónica, que fue puesta de manifiesto en los antecedentes así como en la cartografía elaborada, está directamente asociada a la actividad neotectónica de tipo desgarre de la zona de falla del Corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano *et al.*, 1985) y a la actividad de desgarre sinestroso asociada a las fallas NE-SO ambas gobernadas por el régimen tectónico compresivo vigente desde el Mioceno Superior (Galindo Zaldívar *et al.*, 1993). Hacia el sur, a partir de Berja, el predominio de la tectónica distensiva es bastante evidente. En el sector situado entre las fallas del Corredor de las Alpujarras y la Falla de Carboneras, la fracturación que controla la morfología es predominantemente extensional. Únicamente en la zona al sureste del Campo de Dalías y en la plataforma continental situada más al sur vuelven a aparecer caracteres compresivos en forma de componentes de desgarre importantes en las fallas N 120-140° y pliegues afectando materiales tortonienses y messinienses (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).

Considerando que durante los últimos 9 Ma, el acercamiento entre Europa y África ha sido constante y según una dirección aproximada N 150° (Argus *et al.*, 1989), podemos inferir que la existencia de un campo de esfuerzos extensional de carácter local en el entorno Adra-Berja-Dalías ha sido capaz de controlar la evolución del relieve durante dicho período, y probablemente aún lo sigue haciendo. La estructuración neotectónica local, la actividad sísmica actual y las variaciones laterales en las tasas de elevación neotectónica así lo parecen atestiguar.

Conclusiones

La morfología del sector sur de Almería está claramente condicionada por la existencia de gradientes en las tasas de movimiento vertical de las fallas activas durante el período neotectónico. Estos gradientes están a su vez asociados a la existencia de modificaciones más o menos locales del campo de esfuerzos neotectónico. El campo de esfuerzos compresivo activo en la actualidad, con una dirección de acortamiento N 150°, no se identifica más que en el entorno de los

grandes corredores de fracturación (zona de falla del Corredor de las Alpujarras y Falla de Carboneras). En las zonas situadas entre ellos predomina un campo de esfuerzos extensional bastante continuo. La tectónica extensional generada por este campo se traduce en la reactivación de fallas normales N140-160° que son las que han controlado los basculamientos regionales hacia el este, y probablemente aún lo siguen haciendo. Debido a esta tectónica, la S^a de Gádor se está elevando durante el Cuaternario respecto a las depresiones de Berja y Campo de Dalías a favor de la actividad de las fallas normales N 140° (borde SO) y N 70° (borde sur). Parece, sin embargo, que no se está elevando de la misma manera respecto al valle del Andárax.

La depresiones de Ugíjar, Berja y Dalías así como la Sierra Alhamedilla se han levantado durante el Cuaternario a velocidades semejantes.

Los gradientes en las tasas de elevación indican que la zona de falla normal de Balanegra separa dos bloques principales con movimientos verticales diferenciales desde el Pleistoceno medio. Al este, la elevación es algo más rápida que al oeste. En la propia zona de falla, las variaciones puntuales de cota indican la presencia de fallas menores dentro de la zona de falla que inducen movimientos de pequeños bloques.

La tasas de movimiento vertical durante el Pleistoceno superior y el Holoceno deducidas en el Campo de Dalías muestran una disminución de la velocidad de levantamiento hacia el este lo cual es coherente con un basculamiento del Campo de Dalías hacia el este.

Como conclusión general puede decirse que la estructuración del relieve actual en zonas con una relativamente alta actividad neotectónica, como es la zona del sur de Almería, está en gran medida controlada por diferencias en las tasas de elevación tectónica relativa, que combinadas con los procesos eustáticos e isostáticos de carácter regional, dan al relieve su aspecto actual. La obtención de nuevos datos, fundamentalmente de edades absolutas de determinados marcadores sedimentarios y morfológicos, permitirá en el futuro realizar modelizaciones de la evolución morfotectónica de la zona.

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto AMB97-0523 titulado "Análisis de la tectónica activa y su aplicación a la determinación de la peligrosidad sísmica en la Región de Murcia", financiado por la C.I.C.Y.T. Agradezco asimismo a J. L. Hernández Enríle por sus valiosa crítica y discusión del manuscrito, así como a C. Sanz de Galdeano y a P.G. Silva por sus recomendaciones para la mejora de este trabajo.

Bibliografía

- Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983a): Hoja de Adra (1057). Map. Geol. España. 1:50.000, 2ª Serie, ITGE.
 Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983b): Hoja de Berja (1043). Map. Geol. España. 1:50.000, 2ª Serie, ITGE.
 Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. (1989):

- Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Jour. Geophys. Res.*, 94: 5585-5602.
 Baena, J., García Rodríguez, J., Maldonado, A., Uchupi, E., Udías, A. y Wandossell, J. (1982): Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E.1:200.000. Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses, 105 p., ITGE, Madrid.
 Bell, J.W., Amelung, F. y King, G.C.P. (1997): Preliminary slip history of the Carboneras Fault, southeastern Spain. *Jour. Geodynamics*, 24, 1-4: 51-66.
 Bull, W. B. y McFadden, L. (1977): Tectonic geomorphology North and South of the Garlock Fault (California). En: *Geomorphology in arid regions*. (D.O. Doehring, Ed.) *Publ. in Geomorphology*, State University of New York at Binghamton, 115-138.
 Fourniguet, J. (1975): *Neotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de Sierra Nevada, Andalousie (Espagne)*. Tesis Doctoral Univ. Orleans, 230 p.
 Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Mioceno to Present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
 Giménez, J., Suriñach, E. y Goula, X. (1999): Quantification of tectonic deformation in southeastern Spain by comparing high precision leveling data. En: *Proceed. I Asamblea Hispano-portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Almería.
 Goy, J.L. y Zazo, C. (1982): Niveles marinos cuaternarios y su relación con la neotectónica en el litoral de Almería (España) *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Sec. Geol.*, 80: 171-184.
 Goy, J.L. y Zazo, C. (1984): Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la tectónica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 5: 449-455.
 Goy, J.L. y Zazo, C. (1986): Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral, neotectonic activity and its morphologic features (eastern Betics, Spain). *Tectonophysics*, 130: 259-270.
 Hillaire-Marcel, C., Carro, O., Causse, Ch., Goy, J.L. y Zazo, C. (1986): Th-U dating of Strombus bubonius-bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology*, 14: 613-618.
 Jackson, J.A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G.C.P., Papanicolau, P., Soufleris, C. y Virieux, J. (1982): Seismicity, normal faulting and geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57: 377-397.
 Keller, E.A. y Pinter, N. (1996): *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 339 p.
 Martínez Díaz, J.J. (1998): *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centrooccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 466 p.
 Martínez Díaz, J.J. (2000): Análisis sismotectónico de la serie sísmica de Adra: Mecanismos de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el sureste de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 12(2): 31-44.
 Merritts, D. y Vincent, K.R. (1989): Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino Triple Junction region, Northern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110: 1373-1388.
 Page, A. (1991): *The structure of natural and experimentally deformed fault gouges*. Tesis doctoral, Univ. de Londres, 392 p.
 Platt, J.P. y Vissers, R.L. (1989): Extensional collapse of the

- thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17: 540-543.
- Rodríguez Fernández, J. y Martín Penela, A. J. (1993): Néogène evolution of the Campo de Dalías and the surroundings offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinámica Acta*, 6: 255-270.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985): A strike-slip fault corridor within the Alpujarran Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*, 74: 642-655.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J. y Lario, J. (1992): Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. En: *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, Actas, Tomo 2: 96-100.
- Silva, P. G. , Goy, J. L. Somoza, L. Zazo, C. y Bardaji, T. (1993): Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224: 289-303.
- Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T. Goy, J.L. y Dabrio, C.J. (1987): Recent Quaternary sea-level changes and tectonic movements in SE Spanish coast. En: *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. (C. Zazo Ed.). *Trabajos Neógeno Cuaternario*, 10. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Somoza, L. y Silva, P.G. (1993): The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 7: 109-117.

Manuscrito recibido el 30 de Octubre de 1999

Aceptado el manuscrito revisado el 16 de Julio de 2000